

A gyűrűáram-fűtés hipotézis vizsgálata
a 400 km feletti magasságokon

Illés Erzsébet¹, Almár Iván¹, Bencze Pál², Horváth András¹

1./ MTA Csillagászati Kutató Intézete, Budapest

2./ MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete, Sopron

Bevezetés

Korábbi Ionoszféra-Magnetoszféra Fizikai szemináriumi előadásainkban beszámoltunk már a francia CACTUS mikroakcelerométeres mérések segítségével a DTM felsőlégköri modellel kapcsolatban végrehajtott, 400 km-es magasságra vonatkozó vizsgálatainkról [1,2,3]. Ennek eredményeként e pontosabb megfigyelési anyagon is igazolást nyert az a korábban mesterséges holdak fékeződése alapján kapott eredményünk, hogy geomágneses viharok visszatérési fázisában marad egy, a modell által meg nem magyarázott sűrűségnövekedés, amelyet az egyenlítői zónában a gyűrűárammal kapcsolatos fűtéssel magyaráztunk, és modelleztünk. Ebben a tanulmányban az említett vizsgálatok más magasságokra és más modellre (MSIS 86) történt kiterjesztéséről számolunk be.

A vizsgálati anyag

A CACTUS mikroakcelerométer 1975-1977 között (naptevékenységi minimumban) egy 30°-os inklinációjú pályán végrehajtott méréseit dolgoztuk fel, eredményeink tehát az egyenlítői övezetre vonatkoznak. A mérésekből levezetett sűrűségértékeket az MSIS 86 = CIRA 86 felsőlégköri modellel hasonlítottuk össze, mégpedig úgy, hogy a modellt a nyugodt időszakokra, — beleértve a modellben figyelembe vett összes változást is, kivéve a geomágneses effektust — jónak fogadtuk el. Kiinduló mennyiségnek a

$$\Delta S = S^{\text{CACTUS}} - S^{\text{MSIS 86}} (Kp=0)$$

különbséget tekintettük, amely feltételezésünk szerint a légköri geomágneses effektus tényleges menetét mutatja. Először a 400-403 km-es magassági intervallumra végeztük el a vizsgálatot, majd azok egy részét egymástól függetlenül kiterjesztettük a 425-428, 450-453, 500-503, 550-553 és 597-600 km-es intervallumokra is. A mérési pontok száma csökkent a ma-

gassággal a 400 km-en rendelkezésre álló 6843 ponttal szemben 425 km-en 6471, 450 km-en 6069, 500 km-en 4960, 550 km-en 3368 és 600 km-en 1721 pontunk volt.

A sűrűségnövekedés minden magasságban a K_p kétértékű függvénye

Most is — akárcsak 400 km-en a DTM model esetében — kihagyva a viharok főfázisának napjait, a többi megfigyelést két csoportba soroltuk aszerint, hogy a geomágneses vihar visszatérési fázisára estek vagy sem. E két csoportra a $\overline{\Delta Q}(K_p)$ függvényt minden magasságon külön ábrázolva azt találtuk, hogy a ΔQ a K_p kétértékű függvénye, vagyis 400–600 km között mindenütt kimutatható a korábban NPSE néven emlegetett sűrűségnövekedés. Ugyanakkor a ΔQ a Dst-nek minden magasságban egyértékű függvénye (1. ábra). A sűrűség exponenciális csökkenése miatt ΔQ -nál különböző léptéket kell használni, azonban összehasonlítható lesz a kétértékű K_p függvény szétválása, ha az $f = S_{\text{obs}} / S_{\text{model}(K_p=0)}$ arányokat ábrázoljuk (2. ábra), a szétválás a magassággal növekszik.

A semleges légkörnél alkalmazott módszerhez hasonlóan megvizsgáltuk egy közepes (Havana) és egy egyenlítői (Ouagadougou) geomágneses széles-ségen működő ionoszféraállomás adatait is. A K_p függvényében ott is két-értékűséget sejtethünk (3. ábra) egyrészt a nappali $\Delta foF2$ -nél Ouagadougou méréseiben, másrészt a $\Delta foF2$ és $\Delta \tau$ -nál Havana esetében. Ez utóbbinál az a tény, hogy a visszatérési fázisban $\Delta foF2$ és $\Delta \tau$ is nő, többlet-energia elnyelődésére enged következtetni, és ezzel alátámasztja a semleges légköri vizsgálatoknál tett feltételezéseinket.

A $\Delta Q(Dst)$ függvény

Felhasználva azt a körülményt, hogy a ΔQ Dst-nek egyértékű függvénye, 400 km-en keresztkorrelációval meghatároztuk ΔQ -nak a hozzá tartozó Dst-hez viszonyított késését, ami 2 órának adódott (4. ábra). Ezután az összes pontot — tehát a viharok főfázisának idejére vonatkozó megfigyeléseket is — ábrázoltuk a két órával korábbra megadott Dst függvényében külön-külön minden magasságra (5. ábra), majd ugyancsak külön-külön minden magasságra meghatároztuk a $\Delta Q(Dst)$ összefüggést megadó másodfokú függvény együtthatóit is. A maradékokat illetően a 400 km-es magasságnál a DTM modellnél alkalmazott eljárással azonos módon jártunk el, ugyanis célunk az volt, hogy eldöntsük, vajjon a DTM modell esetében kapott napszakos függés, — leginkább annak délutáni mély minimuma — a geomágneses effektus napszakos változásához tartozik-e, vagy a DTM modell napszakos

effektusának hibája. Tehát a 400 km-en végrehajtott mérések maradékaiból (R_2^{iMSIS}) LST-ben órás közepeket képeztünk, és ezekre meghatároztuk az egy- és a félnapos periódusnak megfelelő Fourier együtthatókat (pontosított vonal a 6. ábra jobboldalán). A nagy pontok a jobb felső ábrán az összes mérés közepeléséből adódtak, a jobb alsó ábrán a legviharosabb napok adatai szerepelnek (összehasonlításként baloldalon a DTM modellre vonatkozó ábrák láthatóak). Ez az ábrasor azt bizonyítja, hogy a délutáni mély minimum a DTM modellel számolt maradék esetén a modell napszakos effektusának a hibája miatt jön létre. A 7. ábrán a nyugodt időszakokra vonatkozó görbét látjuk. Az MSIS modell és a mérések egyaránt szimmetrikusabb napszakos görbét mutatnak. A DTM modell hibája miatt a későbbiekben csak az MSIS 86 modellt használtuk.

Az MSIS modellel számolt maradékok órás közepei LST függvényében ábrázolva bizonyos szisztematikus szórást mutatnak, mégpedig mintha az aktivitási szinttől függetlenül mindig ugyanazon helyi időknél lennének a lokális szélsőértékek. Annak eldöntésére, hogy szórásról vagy jelenségről van-e szó, a 400 km-es magasságra vonatkozó mérési anyaggal részletes vizsgálatba kezdtünk.

Először az aktivitás szintjét négy különböző definíció szerint állapítva meg a megfigyeléseket "nyugodt", "közepesen zavart" és "vihar" elnevezésű csoportokra osztottuk, és a maradékokat külön-külön ábráztuk a helyi idő függvényében. A szórás csökkentésére csúszóközepeléssel előállított görbét szerkesztettünk, 0,2 óránként 2 órás időintervallumokat képezve. Meglepő módon négy lokális maximum minden görbén nagyjából ugyanott jelentkezett, mégpedig azon LST értékeknél, ahol az órás közepekben is a legnagyobb eltérések mutatkoztak. Minden csoportra külön-külön meghatároztuk a legjobban illeszkedő egy-, fél- és negyednapos periódusú tagokból álló Fourier sort is (pontosított vonalak a 8. ábrán), amelyek 1 órán belüli szórással ugyanazokat a fázisokat adták.

Miután feltételezésünk szerint a lokális maximumok a magnetoszféra kapcsolat szempontjából kitüntetettek, és információt hordoznak a fűtés mechanizmusát illetően (részecske-precipitációra utalónak tekinthetjük leginkább), ezért célszerűnek látszott — s ez volt a vizsgálat második fázisa — a méréseket a mágneses szélesség szerint felbontva is csoportosítani.

Az összes mérés maradékát (9. ábra alsó része), a nyugodt napok adatait (középső rész) illetve a zavart napok adatait (felső rész) mágneses szélesség szerint 10° -onként csoportosítva érdekes megfigyeléseket

tehetünk a./ éjjél körül van egy jellegzetes lokális maximum, amely csál 10^0 mágneses szélesség alatt jelentkezik. Ezen tulajdonsága miatt a magnetoszféra csóvájának tengelyében elhelyezkedő plazmarétegből történő részecske-injektálás zónájával való kapcsolat valószínű. b./ a 18 órás, a déli és a reggeli lokális maximum minden szélességen megtalálható, és az amplitúdók az aktivitási szinttel nőnek. A magnetoszférával való kapcsolat alapján a 18 órai maximum esetleg a plazmaszféra kidudorodásával összefüggő részecskeprecipitációval állhat kapcsolatban.

Harmadik fázisként az éjjéli lokális maximum pontos határának meghatározására a megfigyelési anyagot a mágneses szélesség szerint 5^0 -ént csoportosítottuk. Ekkor azonban olyan kevés pont esett egy-egy csoportba, hogy aktivitási szint szerint tovább már nem lehetett bontani az anyagot. A 10. ábra mutatja, hogy az éjjéli maximum amplitúdója a kisebb mágneses szélességek felé meredeken nő, ami még inkább alátámasztja fenti megállapításunkat. A 18 órai és a 12 órai maximumok amplitúdója viszont a rendelkezésre álló szélességi intervallumon belül mintha nőne a mágneses szélességgel.

A vizsgálat negyedik fázisában a felsorolt többi magasságra is elvégeztük a mágneses szélesség szerinti bontást, és a maradékok csúszóközepelemével nyert adatokat ugyancsak a helyi idő függvényében ábrázoltuk (11. ábra). Korábbi eredményeink és következtetéseink megerősítésének tekinthetjük, hogy a görbék hasonlóak a korábban 400 km-re kapott megfelelő görbékhez, holott azok teljesen független méréseken alapulnak.

A geomágneses effektus napszakos változása

Ezekután reálisnak fogadva el a helyi maximumok létét, 400 km magasságra meghatároztuk a napszakos viselkedést leíró képletet. Ehhez nem volt elegendő a csonka Fourier sor, még akkor sem, ha az egy- és a félnapos periódusú taghoz hozzávettük a negyednapos periódusút is, és meghagytuk az aktivitási szinttől és a geomágneses szélességtől való függés lehetőségét. Ki kellett egészíteni a képletet. A lokális maximumok leírására hét kvadratikus tagot vezetünk be megengedve, hogy a déli maximum kettős lehet, és éjjél körül nagyobb szélességeken szintén fellép egy kettős maximum. Az együtthatók aktivitási szinttől és a geomágneses szélességtől való függését is megengedtük. A 400 km körüli 6843 megfigyelés alapján a lokális maximumokat leíró tagok közül négynek az együtthatói nullától szignifikánsan nem különböztek, háromé viszont igen. A levezetett képlet:

$$\begin{aligned}
 \Delta \mathcal{S} = & 0,0000370 \text{ Dst}^2 - 0,00739 \text{ Dst} + 0,0651 + \\
 & + 0,0110 \sin[15(\text{LST} + 17)] - \\
 & - 0,00408 \text{ Dst} \sin|\varphi_{\text{geom}}| \sin[15(2 \text{ LST} + 5)] + \\
 & + (0,0127 - 0,00159 \text{ Dst} \sin|\varphi_{\text{geom}}|) \sin[15(4 \text{ LST} + 4)] + \\
 & + 0,00116 \text{ Dst} \sin|\varphi_{\text{geom}}| [(LST - 13,5)^2 - 6,25] + \quad /1/ \\
 & \quad \quad \quad \text{ha } 11^{\text{h}} < \text{LST} < 16^{\text{h}} \\
 & + 0,00424 \text{ Dst} \sin|\varphi_{\text{geom}}| [(LST - 18,5)^2 - 2,25] + \\
 & \quad \quad \quad \text{ha } 17^{\text{h}} < \text{LST} < 20^{\text{h}} \\
 & + 0,00648 \text{ Dst} \cos(9 \varphi_{\text{geom}}) [(LST - 24,5)^2 - 2,25] \\
 & \quad \quad \quad \text{ha } 23^{\text{h}} < \text{LST} < 26^{\text{h}} \text{ és } |\varphi_{\text{geom}}| < 10^{\circ} \\
 \Delta \mathcal{S} \text{ egysége } & 10^{-12} \text{ kg m}^{-3}, \text{ LST-é óra}
 \end{aligned}$$

Ezzel az általunk javított MSIS 86 modell (improved MSIS: iMSIS) a következő formában állítja elő a semleges légkör sűrűségét 400 km magasságon

$$\mathcal{S}^{\text{iMSIS}} = \mathcal{S}^{\text{MSIS 86 (Kp=0)}} + \Delta \mathcal{S}$$

Azt, hogy a kapott képlet mennyire jó, az 12. ábrán a csúszóközepelt adatokkal szerkesztett \mathcal{S} görbe mutatja különbözőképpen definiált nyugodt időszakokra, a 13. ábra pedig az összes, geomágneses szélesség szerint 5^o-onként csoportosított $\Delta \mathcal{S} = \mathcal{S} - \mathcal{S}^{\text{MSIS 86 (Kp=0)}}$ pontra. Esettanulmányként mutatja be ezt a 14. ábra szintén $\Delta \mathcal{S}$ -ra, míg a 15. ábra a modellbeli illetve a mért sűrűség értékek szembeállítását. A 16. ábra ugyanilyen ábrázolásban azt bizonyítja, hogy a napszakos tag tovább csökkenti a szórást, tehát pontosabb számításoknál feltétlenül érdemes tekintetbe venni.

Az MSIS 86 modell hibája

A 17. ábrán Dst függvényében mutatjuk be az MSIS 86 modell mért értékektől való eltérését a megfigyelések idejére és helyére a tényleges Kp értékekkel számolt modell alapján. Látható, hogy a megmaradt szórás egy része Dst használata esetén kiküszöbölhető lenne, tehát érdemes lenne az eddig használtak mellett további paraméterként alkalmazni az eredeti MSIS modellben is.

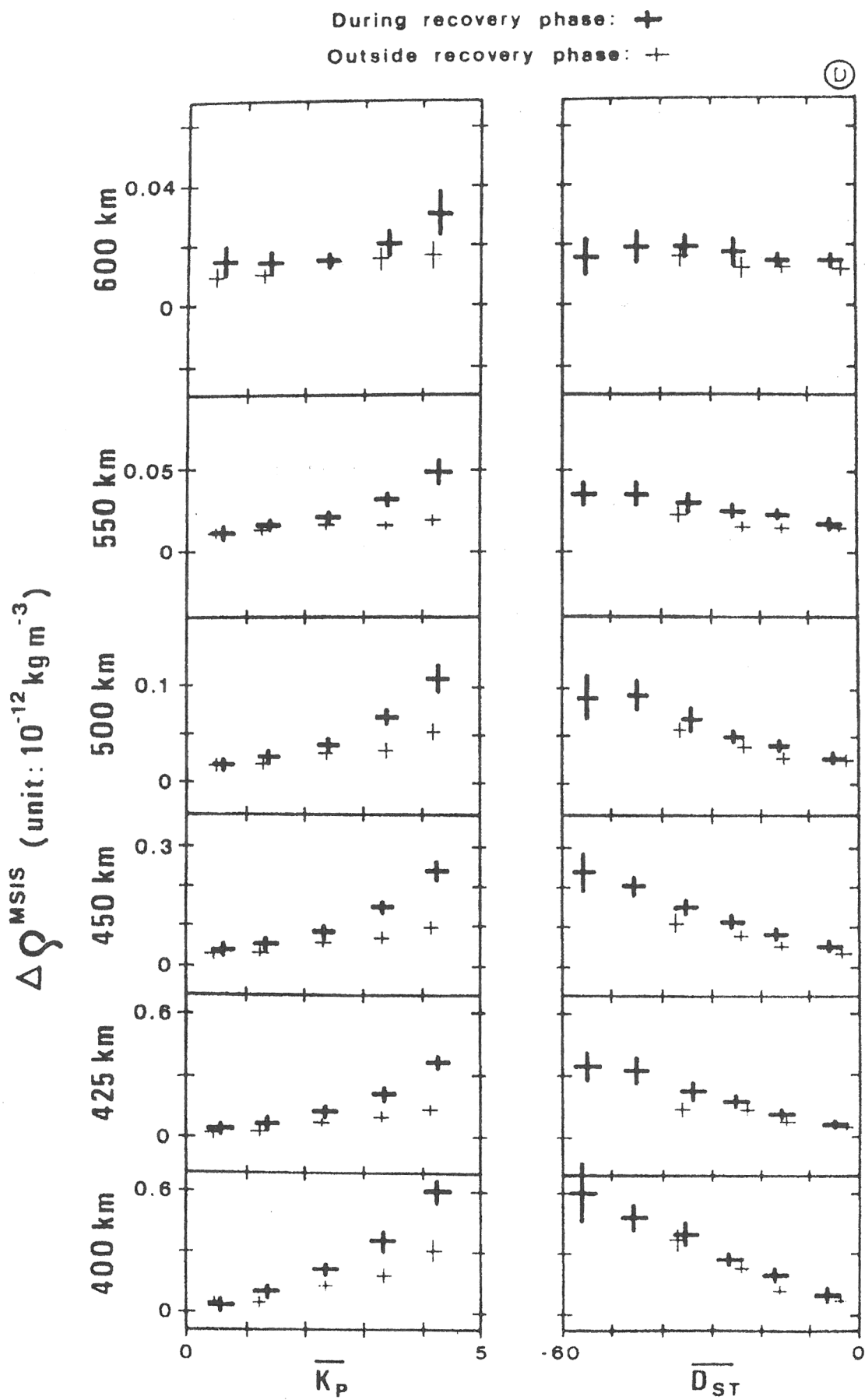
A 18. ábrán az MSIS 86 modell sűrűségértékeit vetettük össze a CACTUS mérésekkel különböző aktivitási szintekre. Látható, hogy az MSIS 86 nyugodt időszakokban és kis aktivitásnál jóformán egész nap a mértnél nagyobb, nagy tevékenységnél viszont a mértnél kisebb értékeket

szolgáltat, vagyis a geomágneses effektus napszakos függésének a figyelembevételével az MSIS modellen belül is csökkenteni tudná a megmaradt szórást.

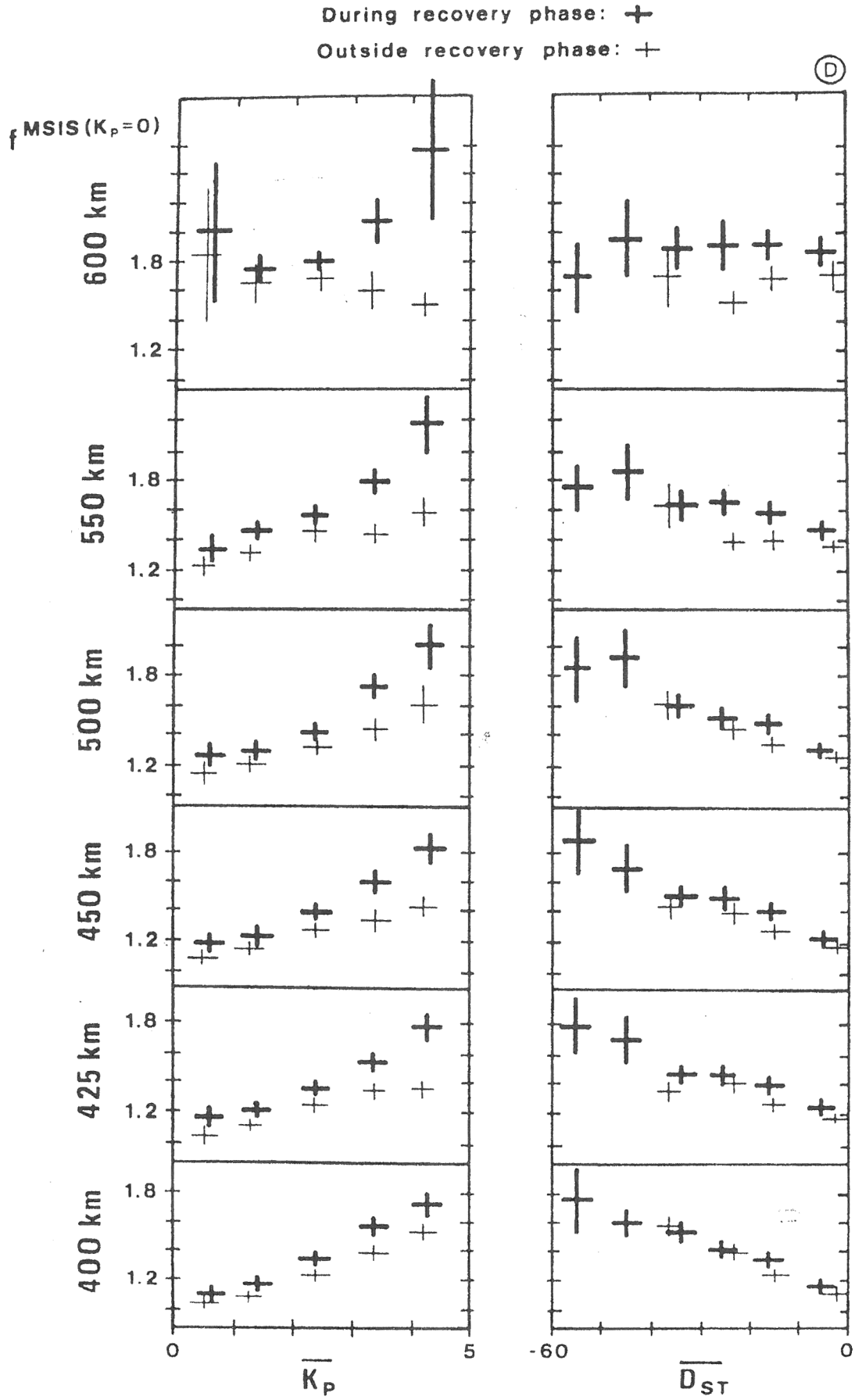
A vizsgálat befejezéséhez még hátra van a magasságnak, mint független változónak a bevezetése az /1/ képletbe, és az összes együtthatónak az összes pontra egyetlen közös legkisebb négyzetes illesztéssel való meghatározása. Ezáltal alacsony szélességre egy olyan általános képletet fogunk tudni adni az MSIS 86 modellben a geomágneses effektus kifejezésére, amely jobb, mint a jelenlegi.

Irodalom

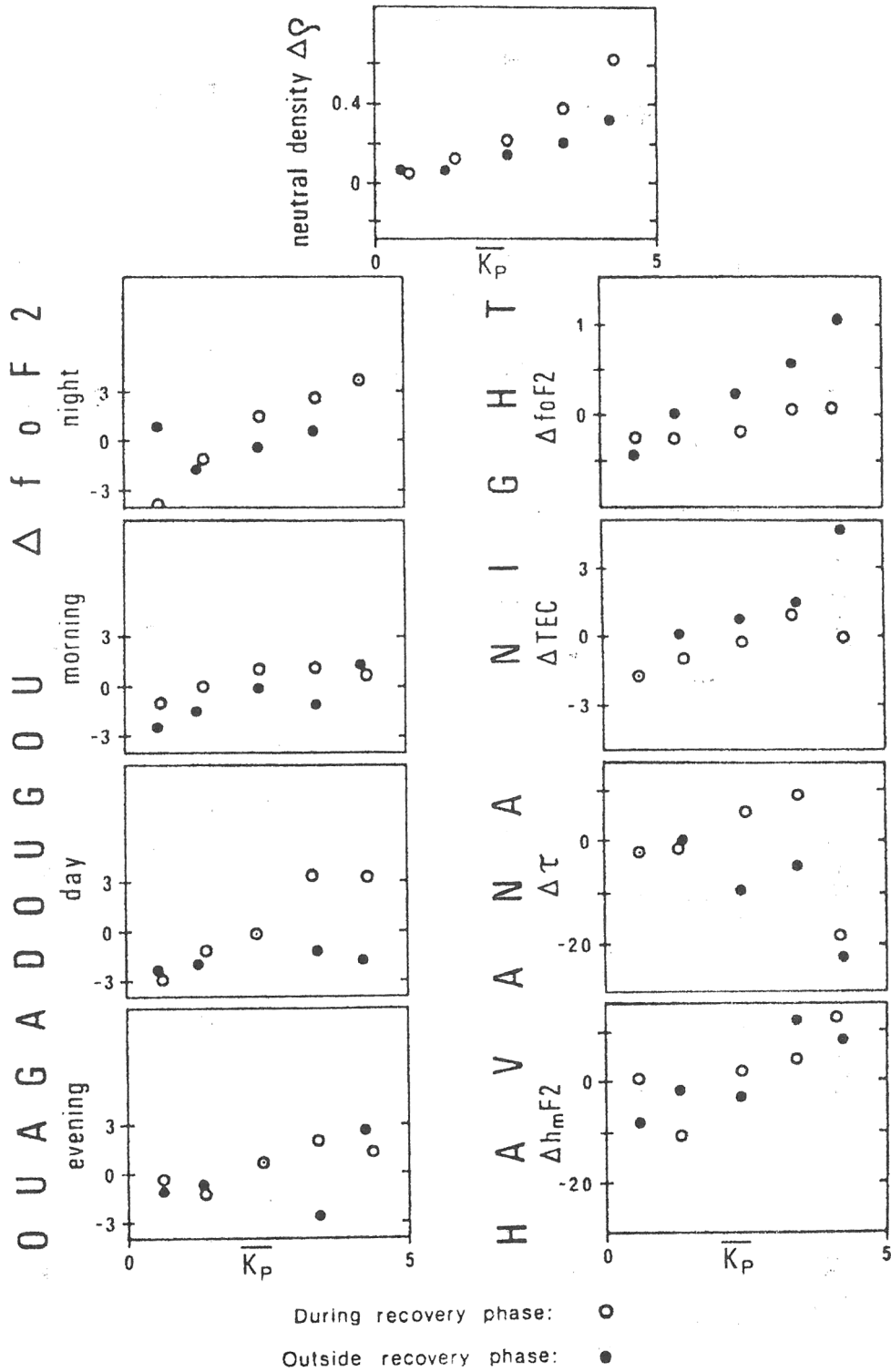
1. Illés E., Almár I., Bencze P., Horváth A. Gyűrűáramhatás a semleges felsőléggörbén. IM XVI. 62-69. MANT Budapest, 1989.
2. Bencze P., Almár I., Horváth A., Illés E., Kolláth Z. A napszakos és a geomágneses effektus kapcsolatáról. IM XVI. 70-78. MANT, Budapest, 1989.
3. Illés E., Almár I., Bencze P., Horváth A. A geomágneses effektus napi változása. IM XVII. Szeged, 1990.



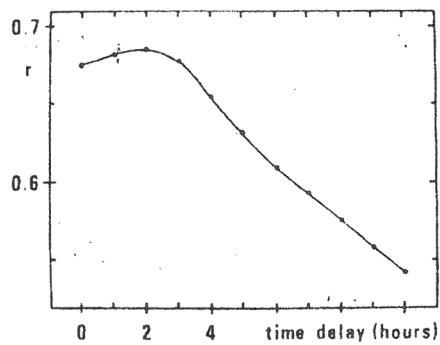
1. ábra



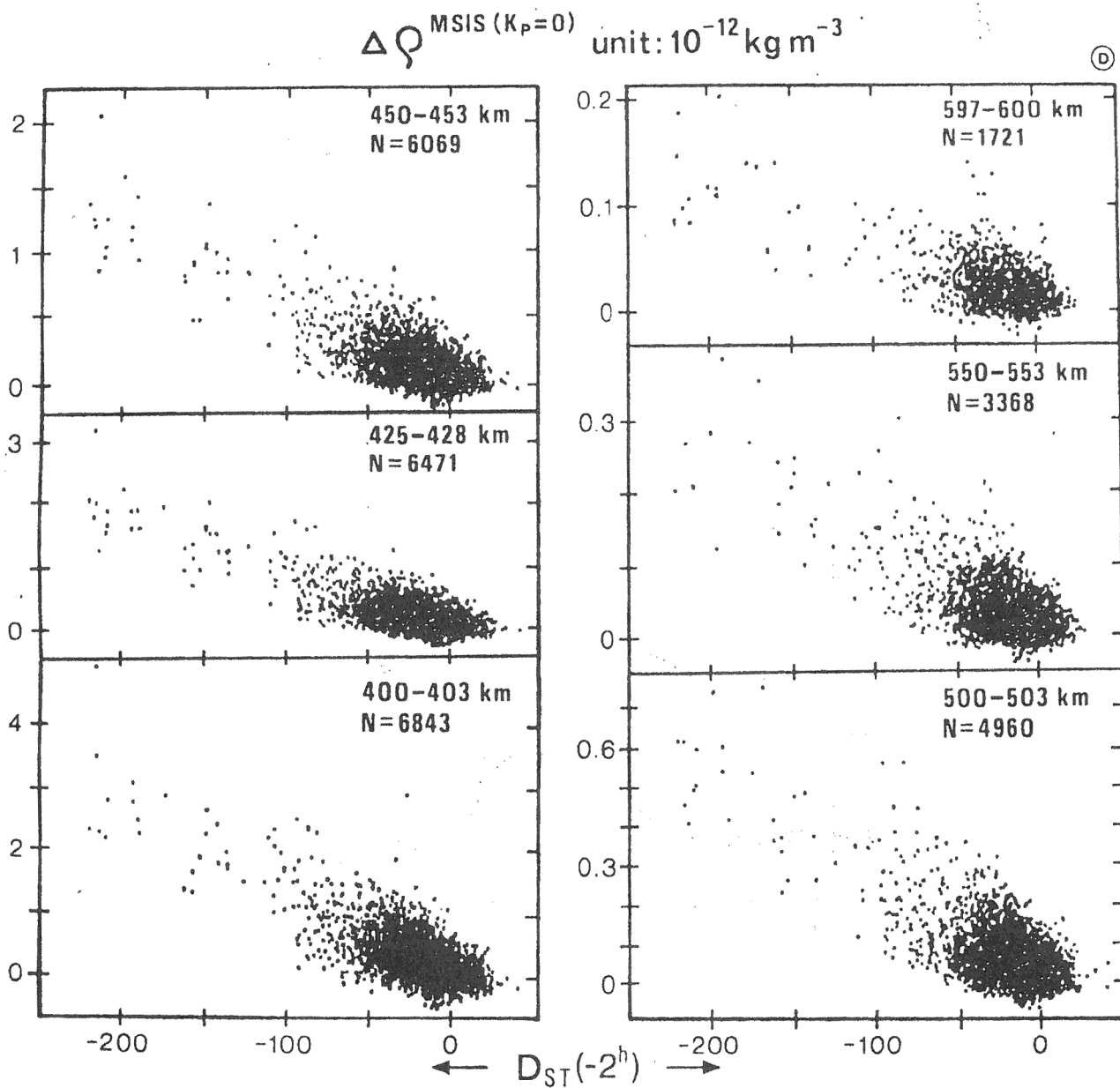
2. ábra



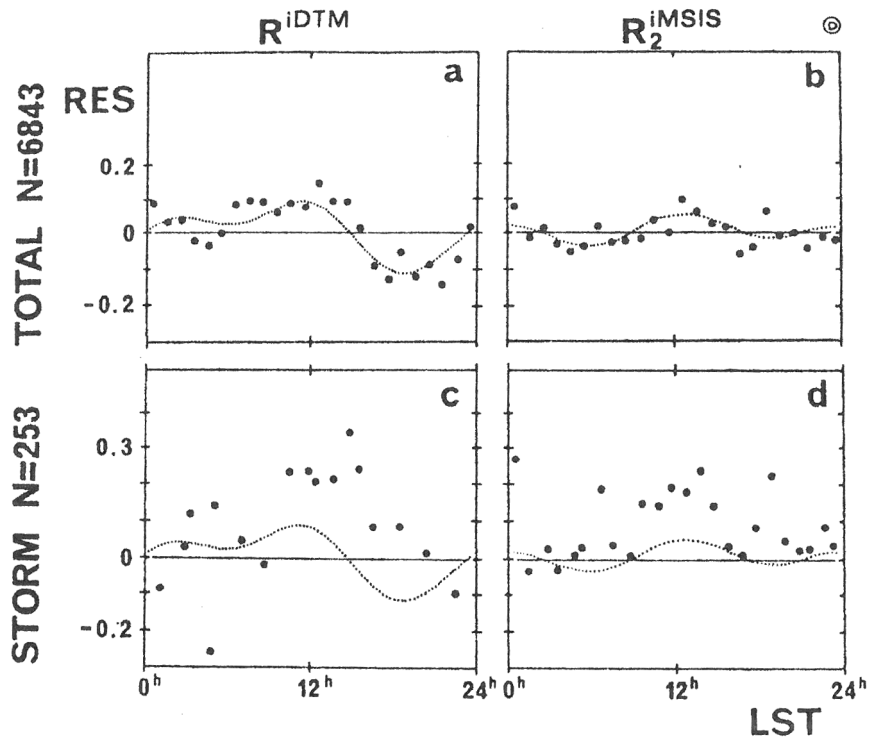
3. ábra



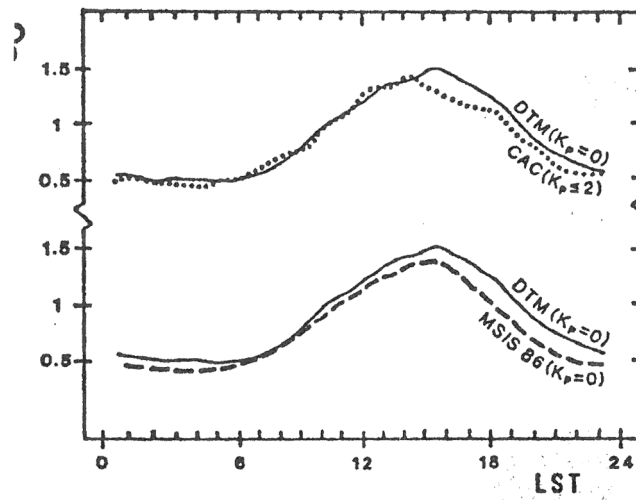
4. ábra



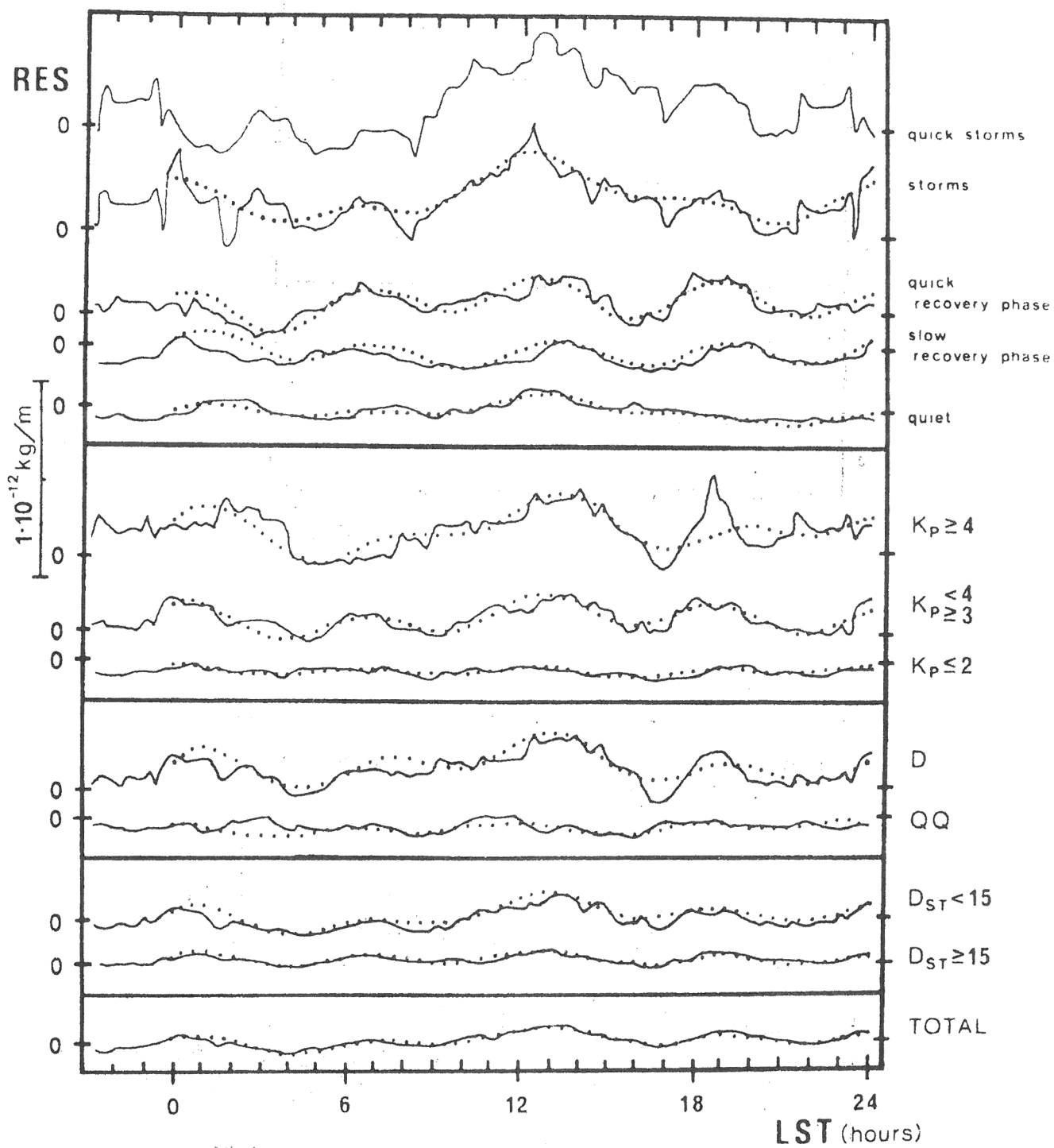
5. ábra



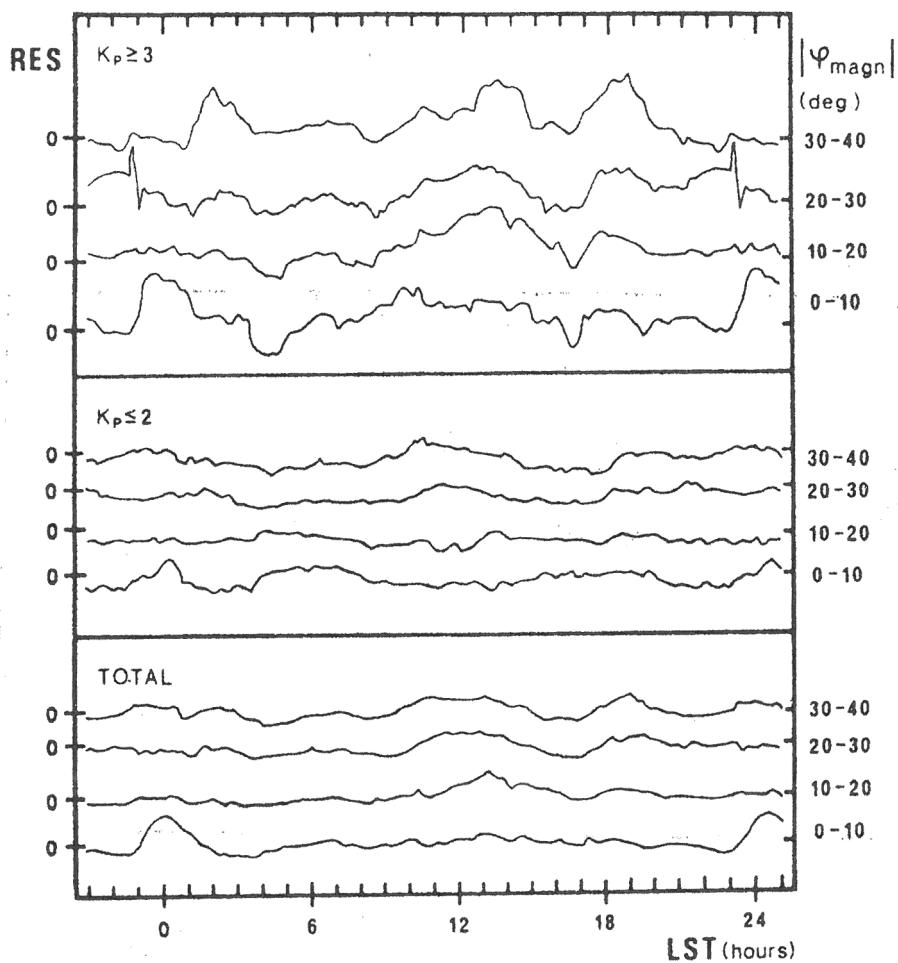
6. ábra



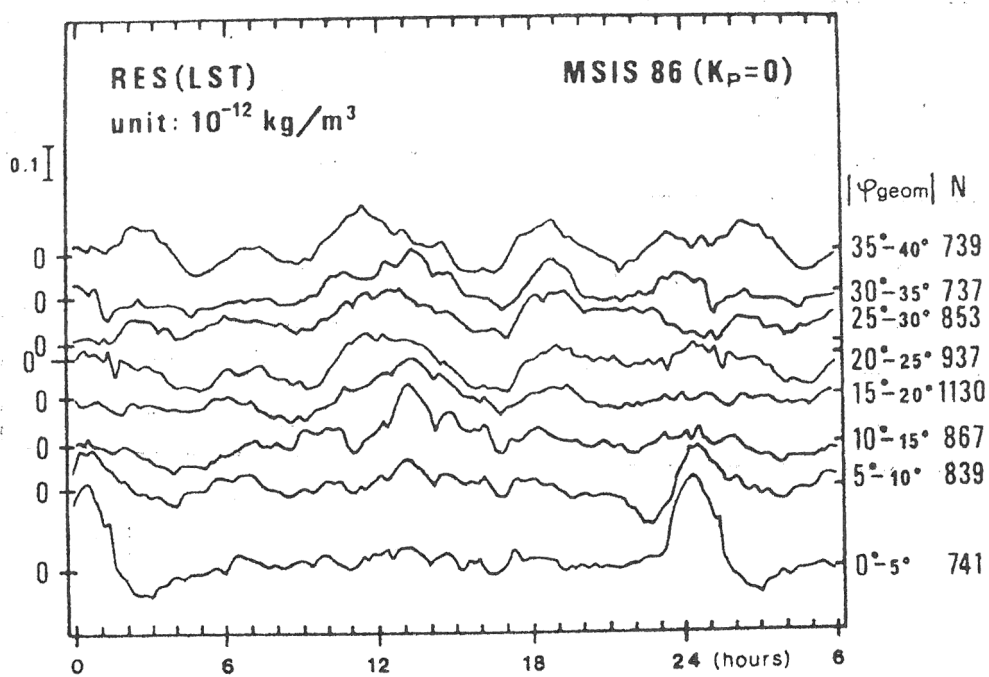
7. ábra



8. ábra

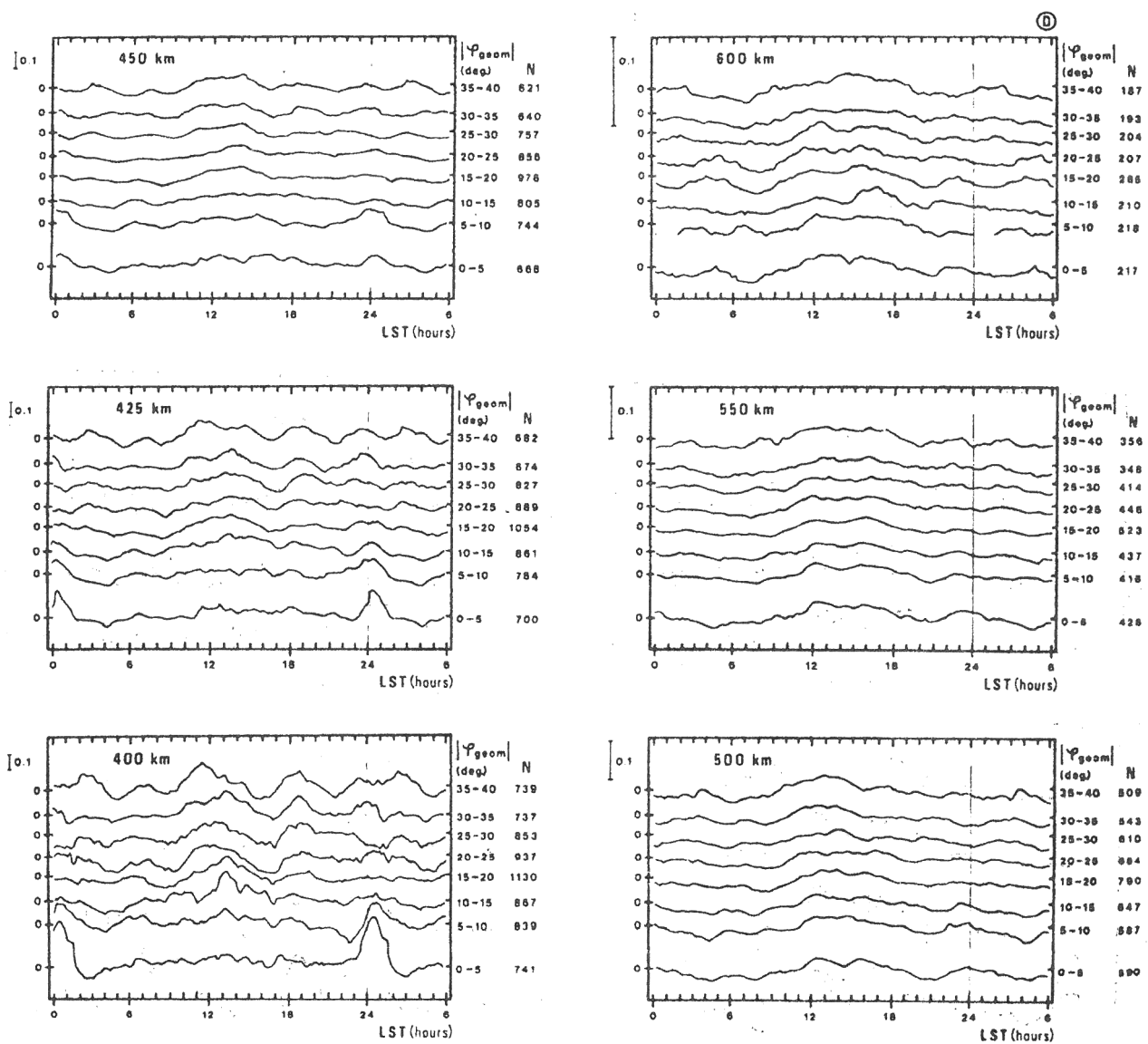


9. ábra

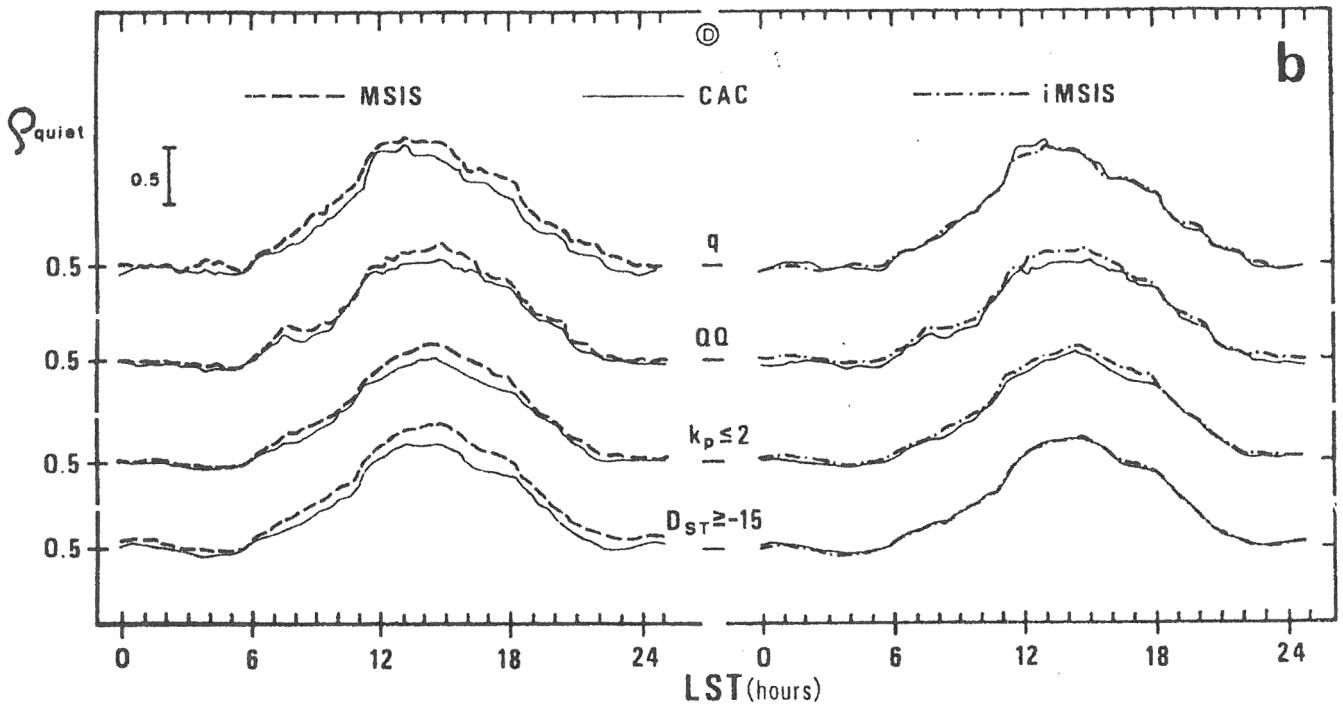


10. ábra

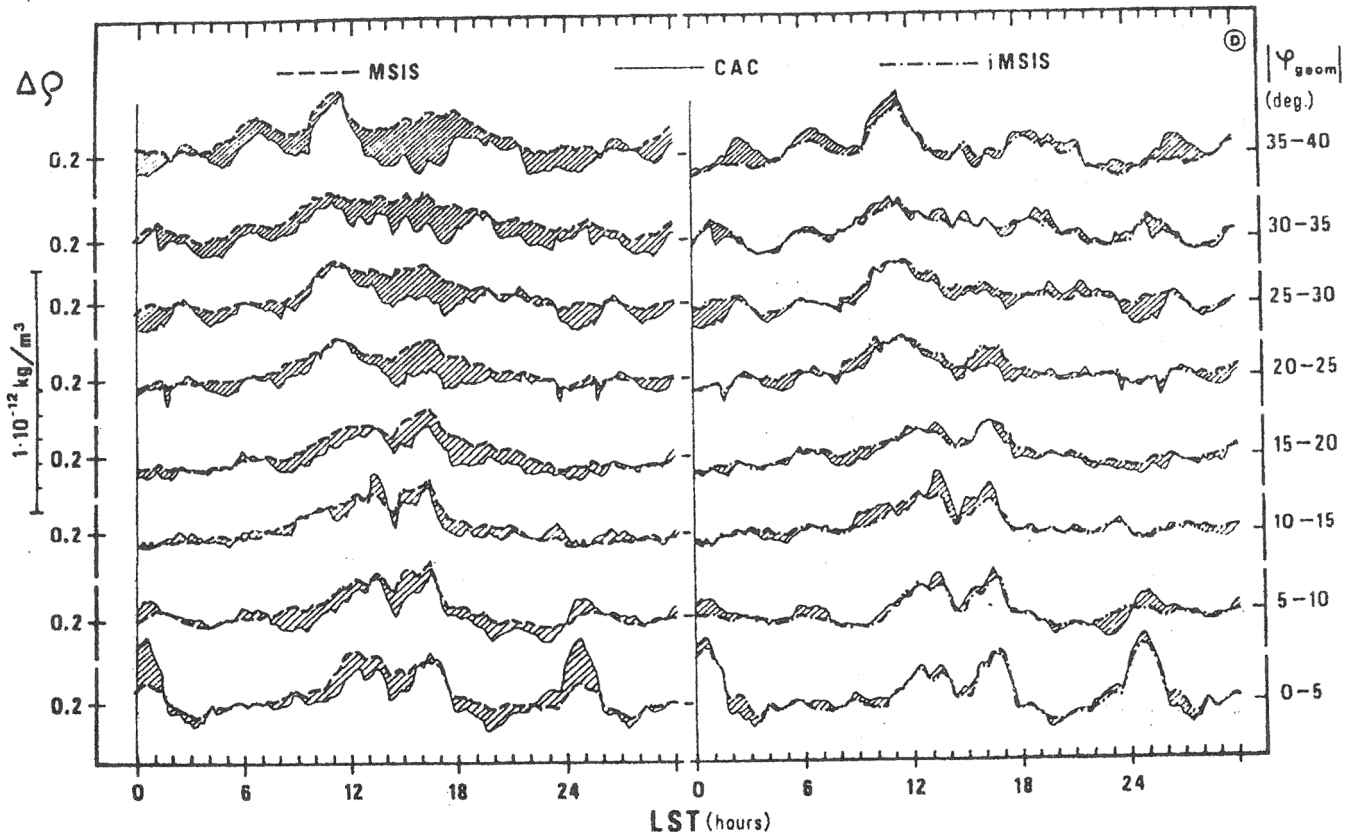
Residuals



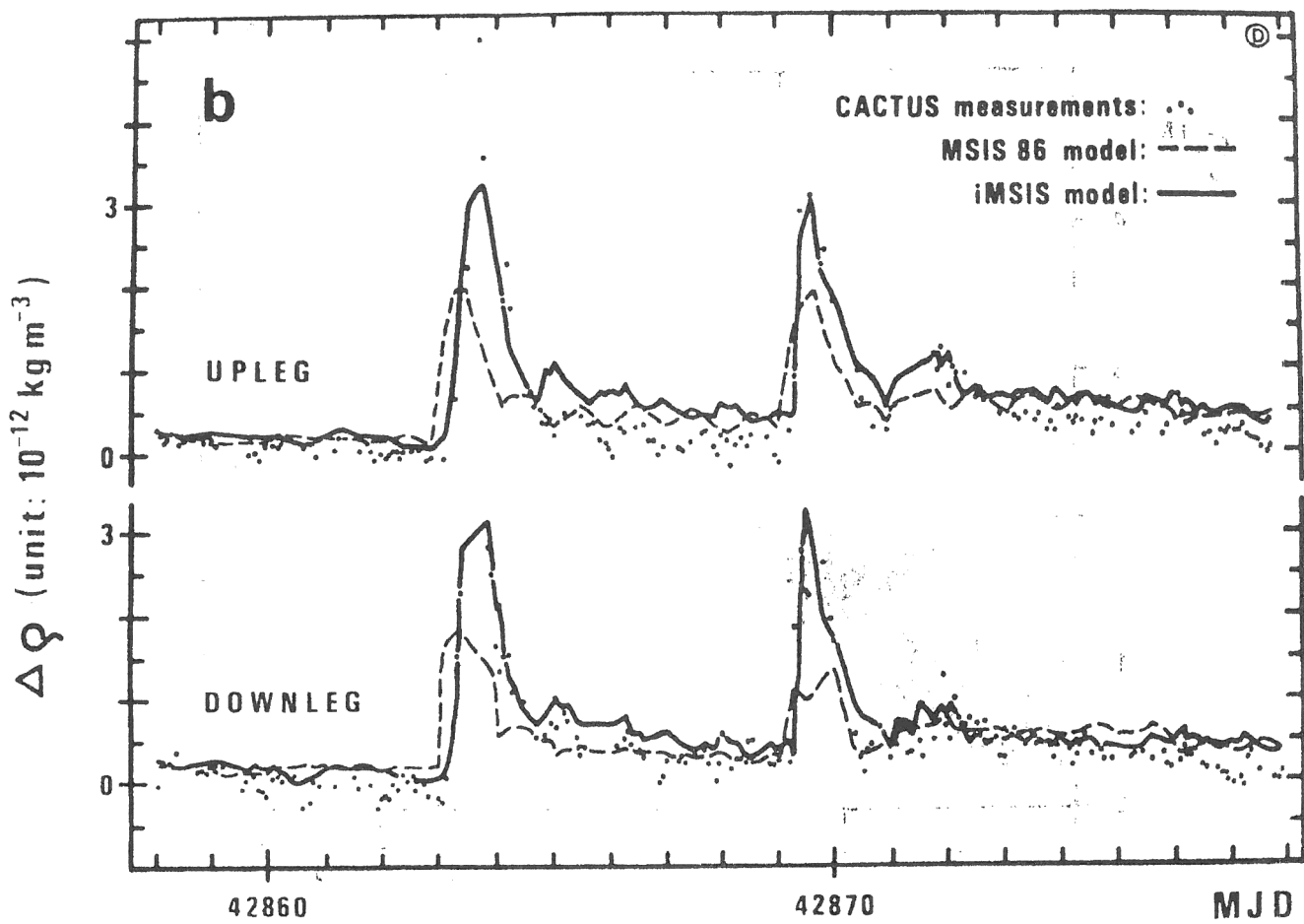
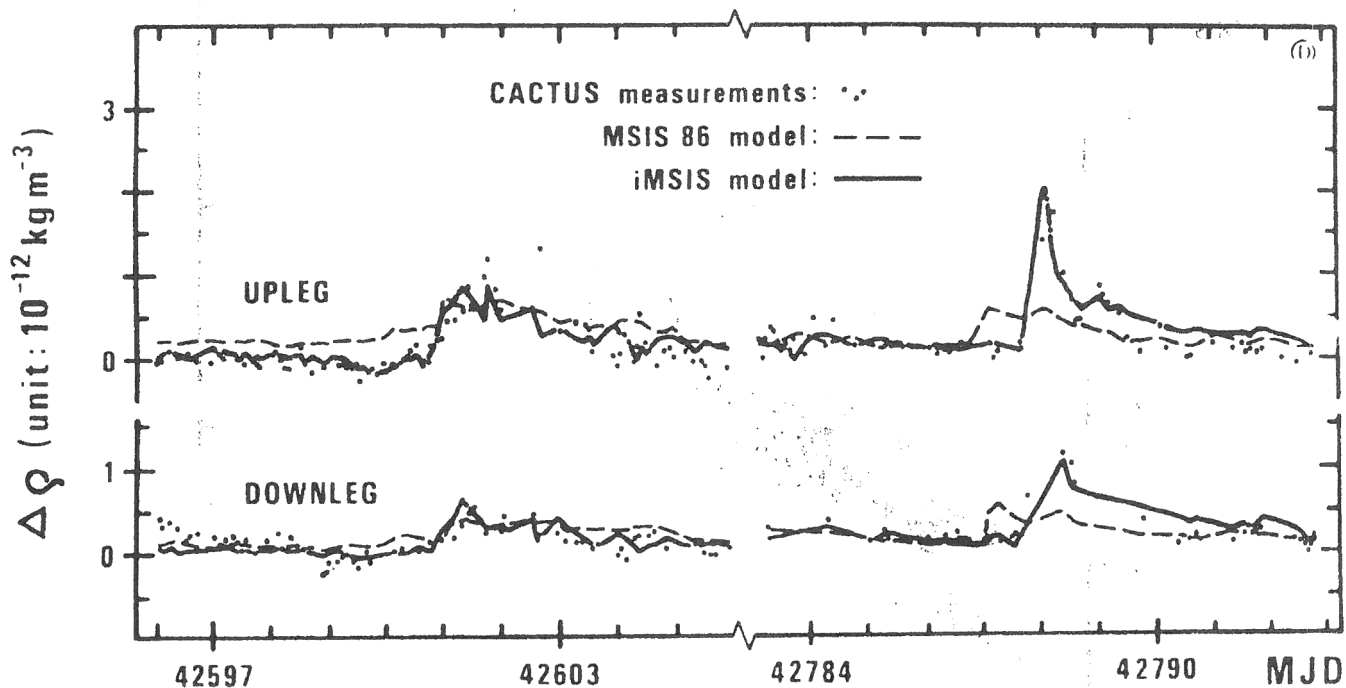
11. ábra

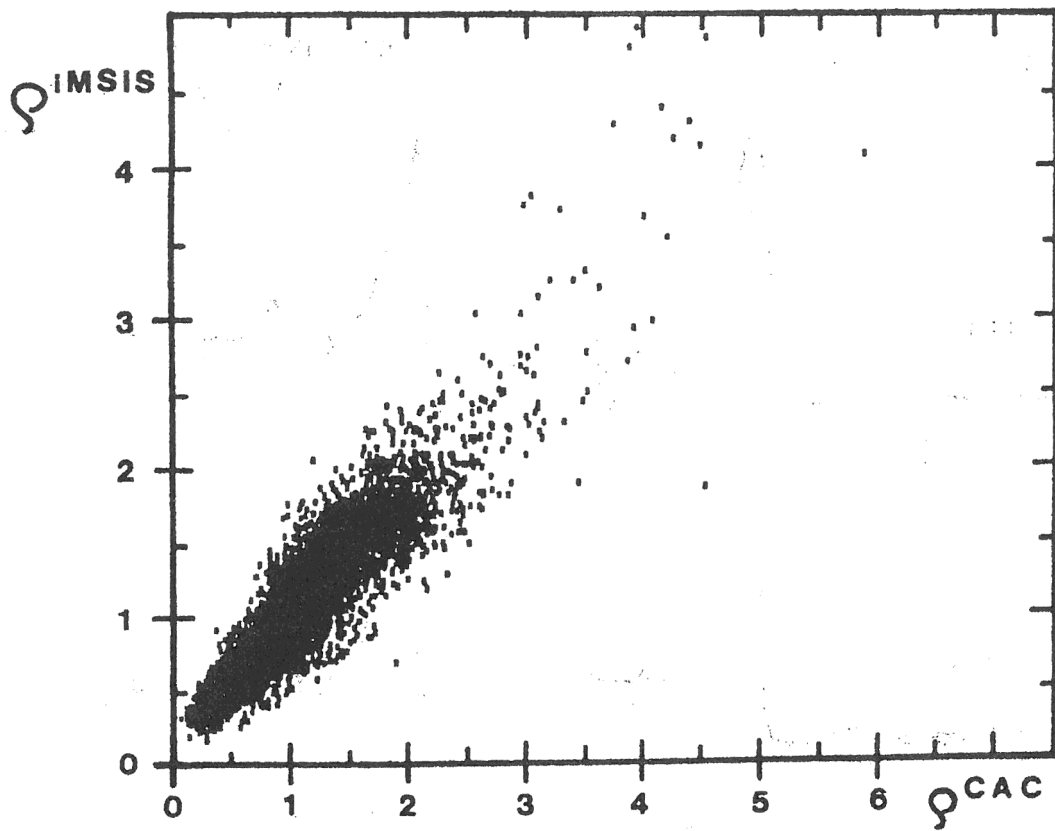
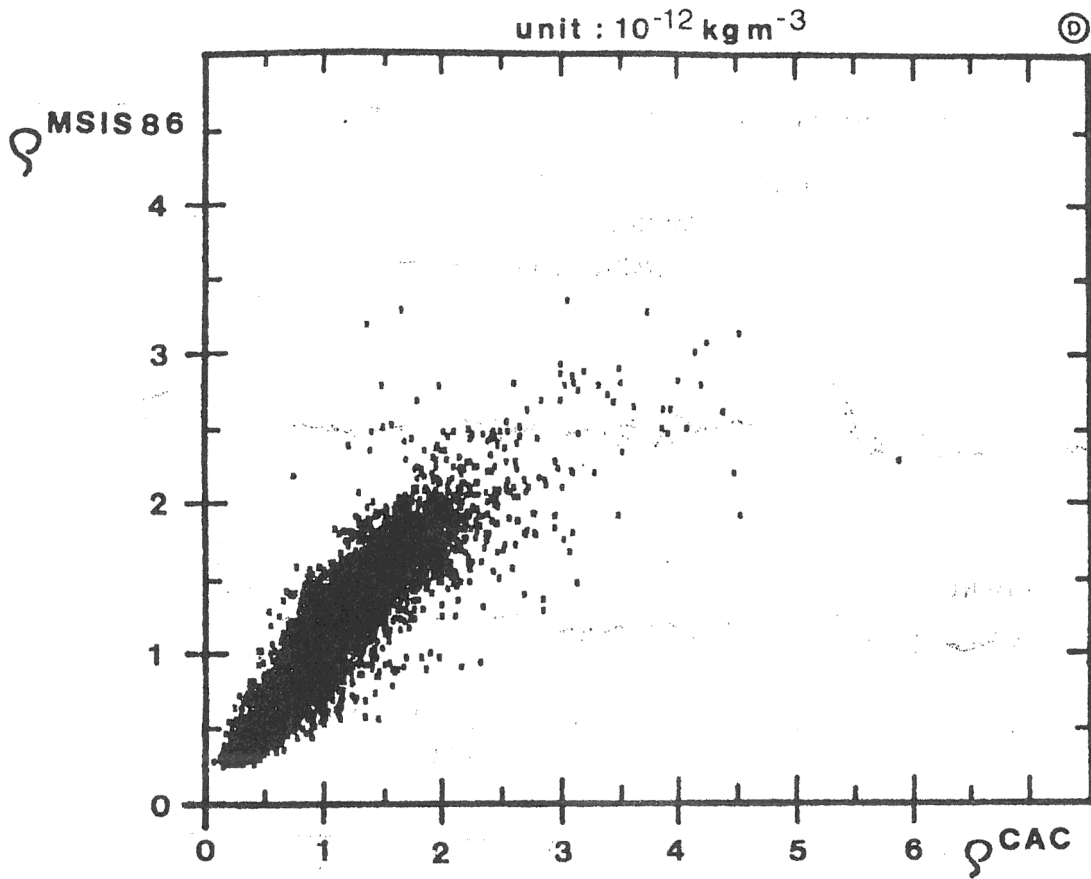


12. ábra

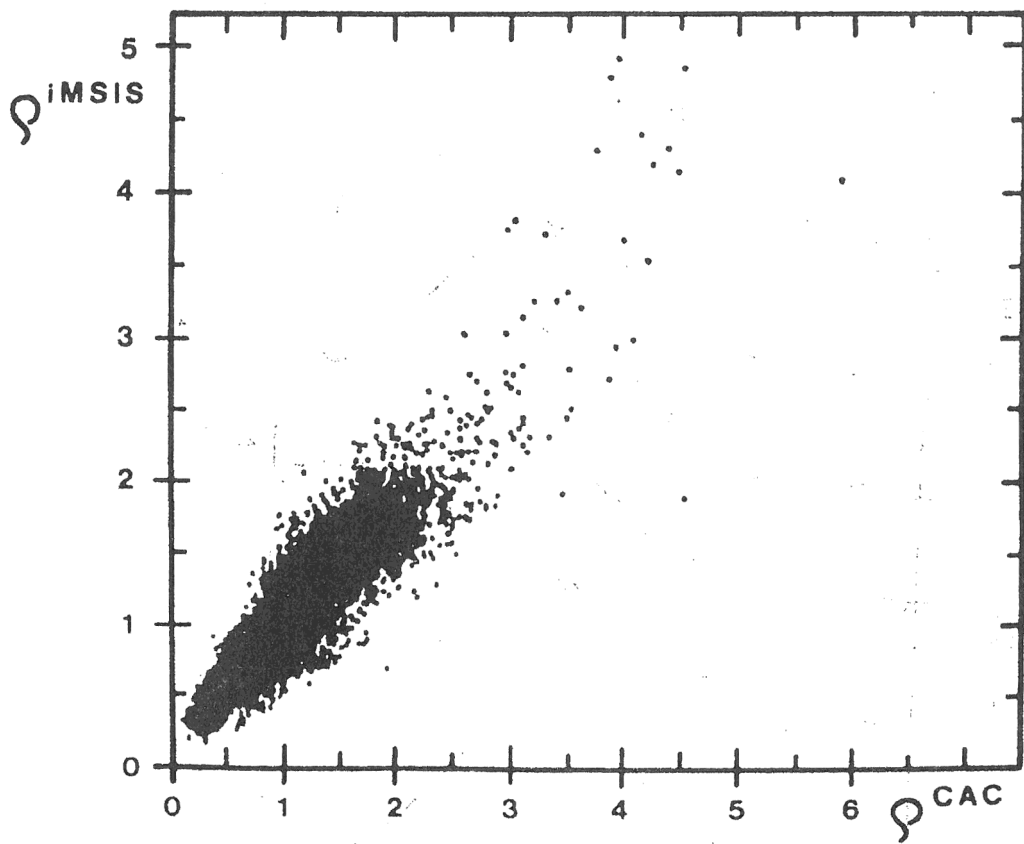
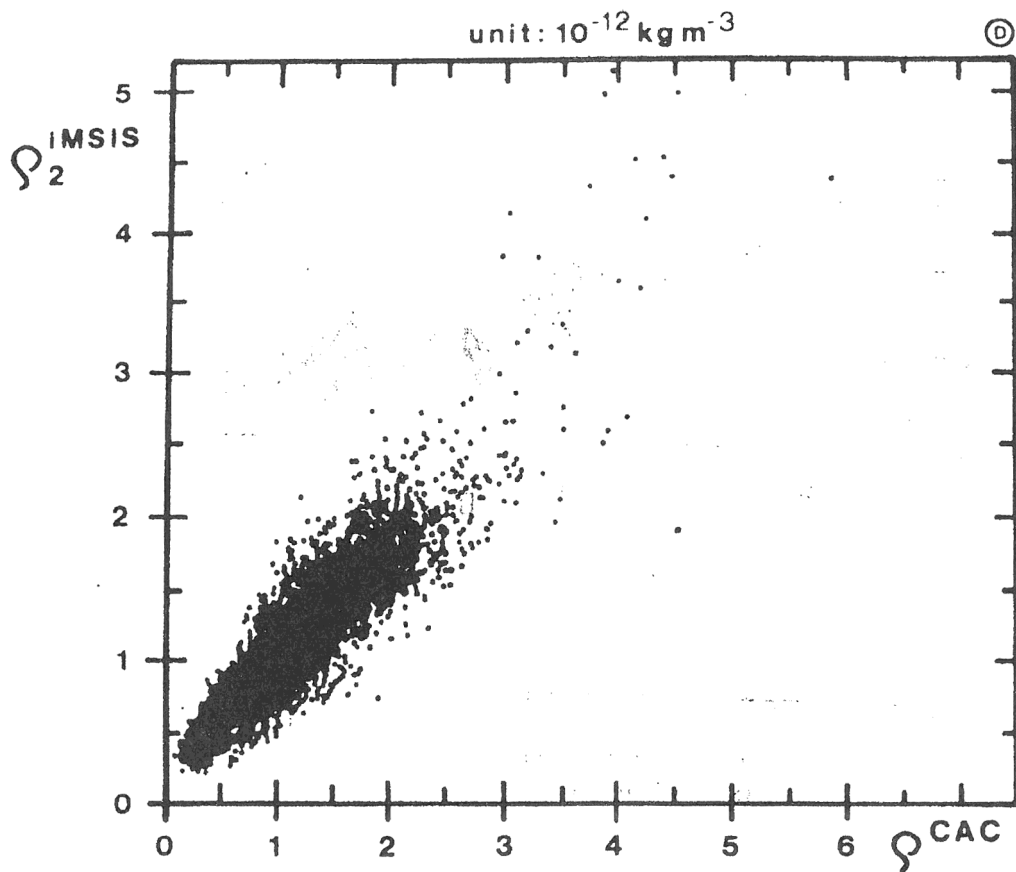


13. ábra

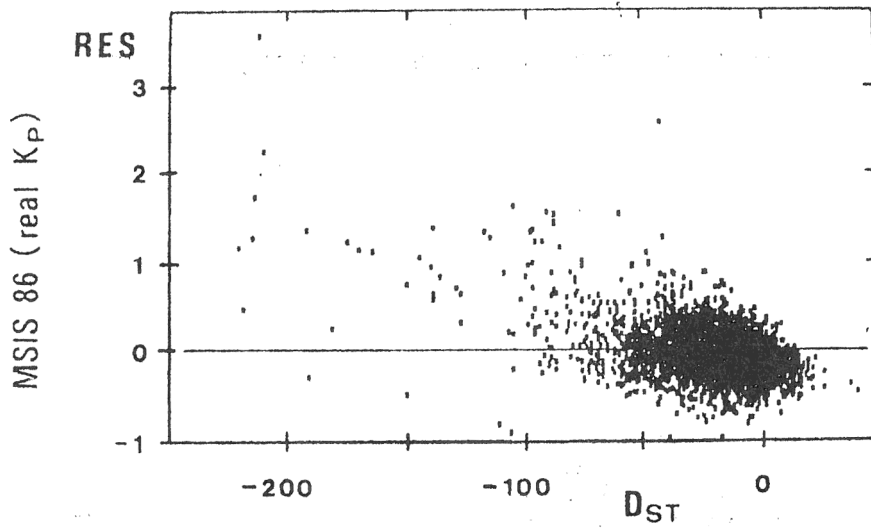




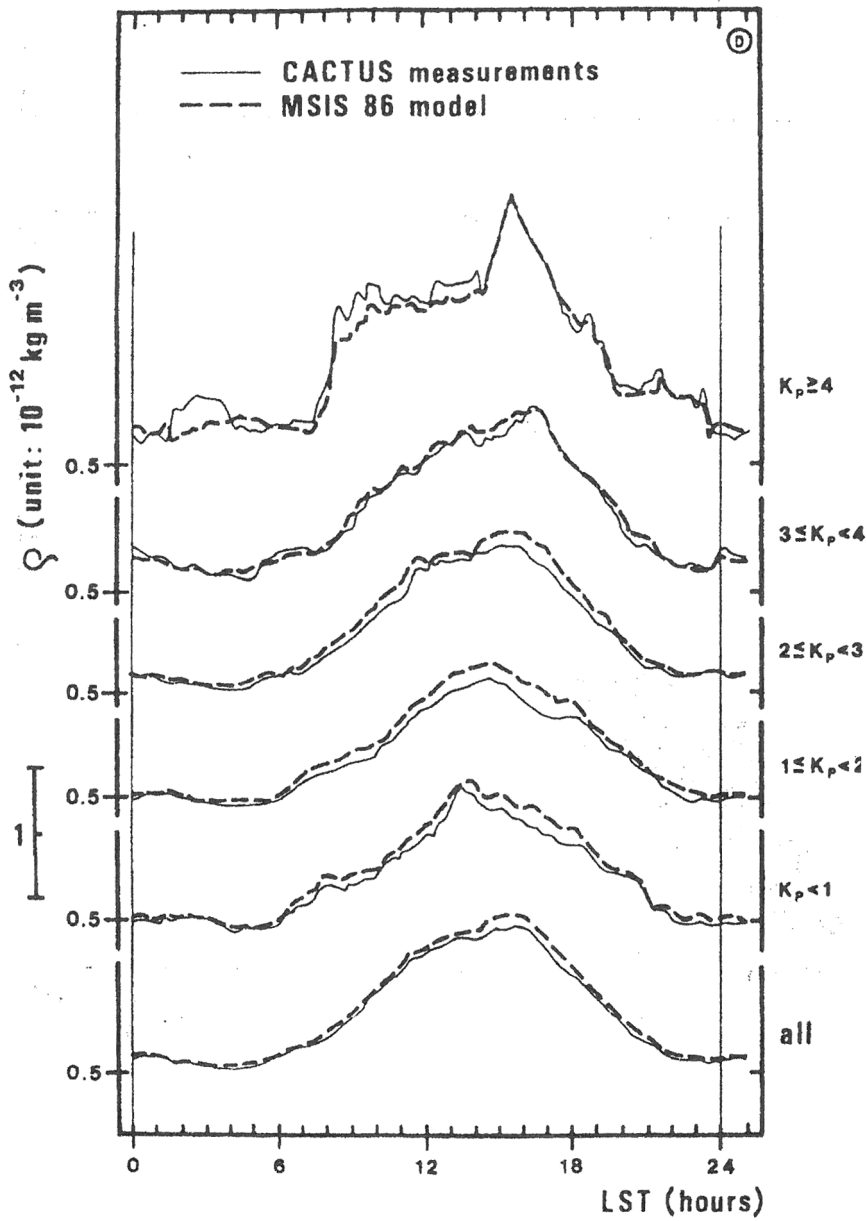
15. ábra



16. ábra



17. ábra



18. ábra